

УДК [552.16+550.42] (571.66)

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС МЕТАБАЗИТОВ КОЛПАКОВСКОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

© 2014 г. И. А. Тарарин, З. Г. Бадрединов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 26.02.2013 г.

Поступило 06.03.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565214140242

Новейшие данные по изотопии Sm, Nd, Rb, Sr, Pb, полученные для осадочных и магматических пород Охотского моря [1], а также последние материалы по цирконологии метатерригенных отложений и гранитоидов Срединнокамчатского кристаллического массива [2–5] свидетельствуют об эпиконтинентальном типе коры основания Охотского моря и поступлении терригенного материала в осадочные отложения Срединного хребта Камчатки при эрозии зрелой континентальной коры.

Новым дополнением к этим материалам служат данные по вулканогенным породам из разрезов терригенных отложений Срединного хребта, свидетельствующие, что накопление терригенных пород сопровождалось активным вулканизмом, совпадающим по времени с началом формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [6]. Широкое распространение основных и ультраосновных вулканических пород в разрезах терригенных отложений указывает на наличие в основании осадочного бассейна магматического очага, послужившего, по нашему мнению, источником тепла и флюидов, обусловивших процессы гранитизации и метаморфизм пород Срединной Камчатки.

В данной работе приведены новые данные по геохимии, минералогии metabазитов колпаковской серии Срединнокамчатского массива и предложен механизм их формирования среди терригенных отложений мелового эпиконтинентального окраинного бассейна.

Колпаковская серия мощностью более 2500 м апотерригенных метаморфических пород обнажается в основании видимого разреза отложений Срединнокамчатского массива и по литологическому составу разделена на нижнюю, среднюю и верхнюю толщи. Нижняя толща наиболее широко распространена в пределах массива и представлена мигматизированными кианит-гранат-

биотитовыми ± ставролит ± мусковит, гранат-биотит-мусковитовыми плагиогнейсами и мигматитами. В средней толще преобладают биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, степень мигматизации которых несколько ниже, чем пород нижней толщи.

Комплекс пород верхней толщи обнажается только в северной части массива на правом берегу истоков р. Золотая и на левом берегу р. Средняя Андриановка. Он представлен чередованием амфиболитов, гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых (нередко с гранатом) кристаллических сланцев, гранат-амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых, гранат-биотитовых, кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов и гранатсодержащих кварцитов.

Метаморфизм пород колпаковской серии отвечает кианит-силлиманитовой минеральной субфации амфиболитовой фации: 600–660°C и 5.9–6.9 кбар, что обуславливает широкое развитие кианита в гранат-биотитовых ± ставролит плагиогнейсах [7]. Последующая гранитизация и мигматизация плагиогнейсов происходит на фоне значительного снижения глубинности (620–650°C, 1.9–3.0 кбар [7]), свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом в метаморфических породах и жильных синметаморфических гранитах и пегматитах.

SHRIMP радиоизотопные U–Pb-исследования цирконов показали, что протолит отложений колпаковской серии отвечает возрастной границе раннего и позднего мела (100–90 млн лет) и был регионально метаморфизован в среднем эоцене (52 ± 2 млн лет назад) [2, 3].

Помимо цирконов указанного возраста в породах колпаковской серии установлены детритовые цирконы с возрастными от протерозоя до раннего мела [2–5], что свидетельствует о зрелости континентальной коры, служившей источником осадочного материала при формировании стратифицированных отложений Камчатки.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток

Эпиконтинентальная природа терригенных отложений подтверждается геохимическими исследованиями и изотопией осадочных пород. Изотопно-геохимические Sm–Nd-исследования метаосадочных образований колпаковской, камчатской, малкинской и кихчикской серий [8] отражают сходство изотопного состава Nd, средних значений изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0.1148–0.1223, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512394–0.512470, ϵNd от –2.8 до –4.2 в породах этих серий, указывая на геохимическое единство источников сноса, усредненный модельный Sm–Nd-возраст которых 1.17 млрд лет [8].

Таким образом, стратифицированные серии терригенных пород Центральной Камчатки представляют собой комплекс зонально метаморфизованных терригенных отложений, сформировавшихся в едином морском бассейне в позднемезозойский цикл седиментации за счет эрозии одной и той же питающей провинции восточной окраины Азиатского континента.

Возраст протолитов метабазитов, залегающих в разрезе колпаковской серии, принимается равным возрасту протолита метаосадочных пород (100–90 млн лет) и совпадает со временем начала формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [6] вдоль восточной окраины Азиатского континента.

Метабазиты в составе колпаковской серии представлены амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, клинопироксен-амфиболовыми \pm \pm гранат кристаллическими сланцами и бесплагноклазовыми оливин-пироксеновыми амфиболитами. Эти типы пород, за исключением бесплагноклазовых оливин-пироксеновых амфиболитов, присутствуют в разрезе всех трех толщ серии, слагая пластовые тела (в различной степени будинированные) мощностью от первых до 50–100 м, испытавших метаморфизм, изофациальный с вмещающими их образованиями. Наибольшее количество метабазитов отмечено в верхней толще, что позволяет характеризовать ее как существенно вулканогенную с горизонтами терригенных пород в отличие от существенно терригенных нижних толщ. В составе верхней толщи отсутствуют бесплагноклазовые оливин-пироксеновые амфиболиты, образующие редкие будины (мощностью первые метры) среди метатерригенных пород нижних двух толщ.

Наиболее распространенными метабазитами колпаковской серии являются амфиболиты Ore + Hbl + Pl¹ и основные кристаллические сланцы Ore + Crx + Hbl + Pl \pm Grt. Гранатовые амфиболи-

ты Ore + Grt + Hbl + Pl более типичны для верхней толщи серии.

Амфибол метабазитовых пород представлен бурой или зеленовато-бурой ферроэденитовой, ферропаргаситовой и реже магнезиальной роговой обманкой с магнезиальностью X_{Mg} 0.35–0.49 при повышении в основных кристаллосланцах до 0.52–0.60. Клинопироксен метабазитов – салит $\text{Wo}_{48-50}\text{En}_{30-35}\text{Fs}_{15-20}$.

Гранат характеризуется прямой и обратной зональностью в зависимости от степени гранитизации и мигматизации базитовых пород, что обуславливает вариации компонентного его состава (%): Alm 40–45, Prp 8–10, Sps 5–7, Grs 42–45. Наиболее высокие концентрации Mn-минала в гранатах отмечены в гранат-биотит-амфиболовых плагийнеисах и кварцитах.

Химический состав метабазитовых пород Срединнокамчатского массива (табл. 1) свидетельствует о вулканогенной природе протолитов, что согласуется с условиями геологического залегания метабазитов в разрезе терригенных пород. Большая часть метабазитов колпаковской серии отвечает составу базальтов (табл. 1, ан. 1–16), а бесплагноклазовые разности – пикритам (табл. 1, ан. 17).

На диаграммах SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и SiO_2 – K_2O (рис. 1) фигуративные точки метабазитов формируют поля, параллельные вертикальной оси, пересекая области толеитовых, известково-щелочных и щелочных серий вулкаников. Изменение концентраций щелочей (не связанное с изменением концентрации кремния) обусловлено влиянием наложенных процессов. Учитывая это, для геохимической характеристики метабазитов были привлечены данные по распределению в них P3Э и TiO_2 , как наименее подвижных при вторичных изменениях.

Большинство спектров P3Э метабазальтов колпаковской серии параллельно трендам толеитов MOR, отличаясь более высокими концентрациями редких земель (рис. 2). Метабазальты характеризуются слабо фракционированным (La_n/Sm_n 0.67–1.42; La_n/Yb_n 0.58–1.93) распределением P3Э и слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией.

Для метапикритов характерно преобладание оксида Al над оксидом Ca, обогащение тяжелыми P3Э относительно легких, что может свидетельствовать о дифференциации исходного расплава с накоплением в пикритах оливина. По характеру распределения P3Э изученные метапикриты соответствуют пикритам офиолитовых комплексов [13], отличаясь несколько повышенными концентрациями Si и Al.

По концентрации оксида Ti метабазиты делятся на низко-, умеренно- (преобладают) и высокотитанистые разности. Вместе с тем различие пород по концентрациям оксида Ti не контролируется изменением их железистости (табл. 1), как

¹ Alm – алмандин, Crx – моноклинный пироксен, Hbl – роговая обманка, Grs – гроссуляр, Grt – гранат, Ore – рудный, Pl – плагиоклаз, Prp – пироп, Sps – спессартин, $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$.

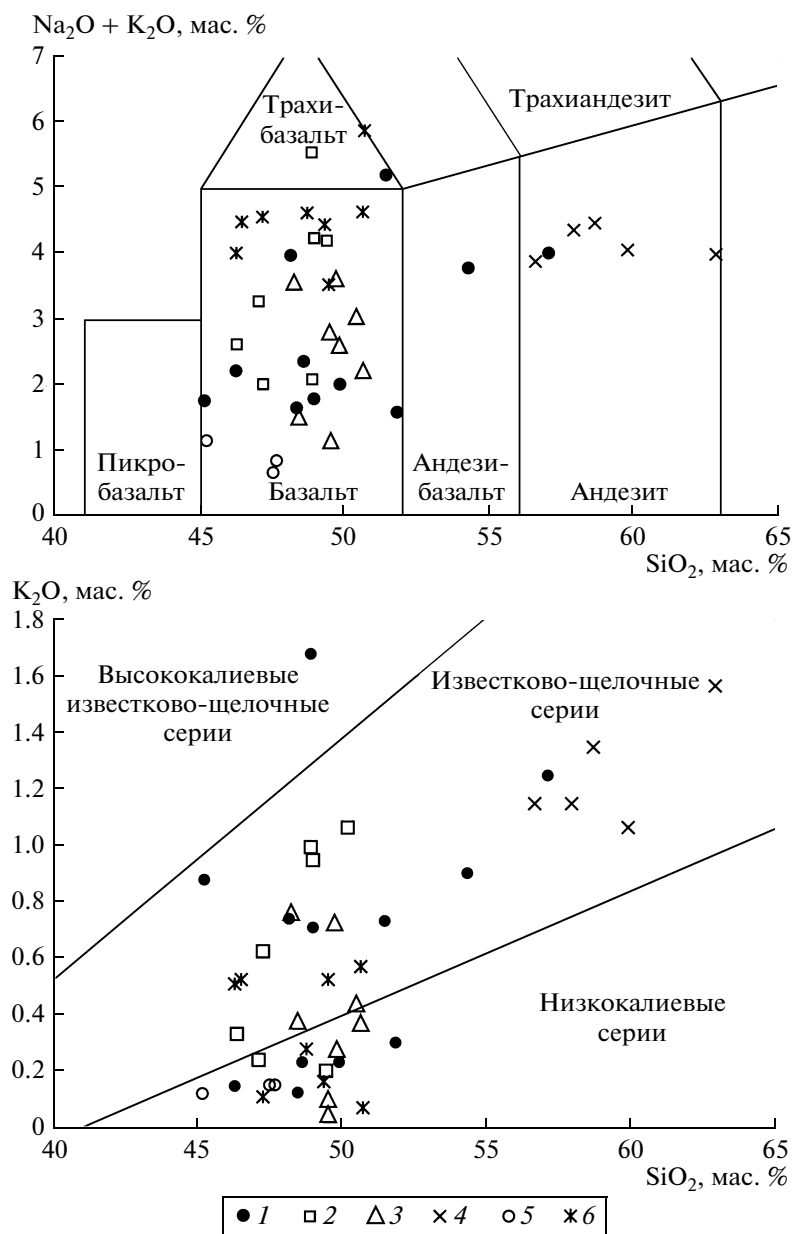


Рис. 1. Петрохимические диаграммы $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ для метабазитовых пород колпаковской серии Срединнокамчатского массива. Используются данные табл. 1 и неопубликованные анализы авторов.

1 – амфиболиты; 2 – гранатовые амфиболиты; 3 – основные кристаллические сланцы; 4 – гранат-биотит-амфиболовые плаггиогнейсы; 5 – метапикриты; 6 – базальты хозгонской свиты кихчикской серии [10].

следовало ожидать, если бы рассматриваемые вулканы представляли собой единую магматическую серию.

Своеобразие химического состава метабазитов колпаковской серии заключается в том, что среди них наблюдаются толеитовые базальты, характерные для разных геодинамических обстановок: типичные островодужные (низкотитанистые) и типичные океанические (умеренно- и высокотитанистые) в ассоциации с ультраосновными вулканиками – пикритами. Подобная специфика хи-

мизма основных пород характерна для окраинно-континентальных осадочных бассейнов [1, 5, 14], заложившихся на коре сиалического типа. Очевидно, что для Срединного хребта Камчатки существовали сходные геодинамические условия базитового магматизма.

Подъем мантийного вещества под зоной растяжения континентальной коры осадочного бассейна и пересечение ее трансформными разломами, возникающими одновременно с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса,

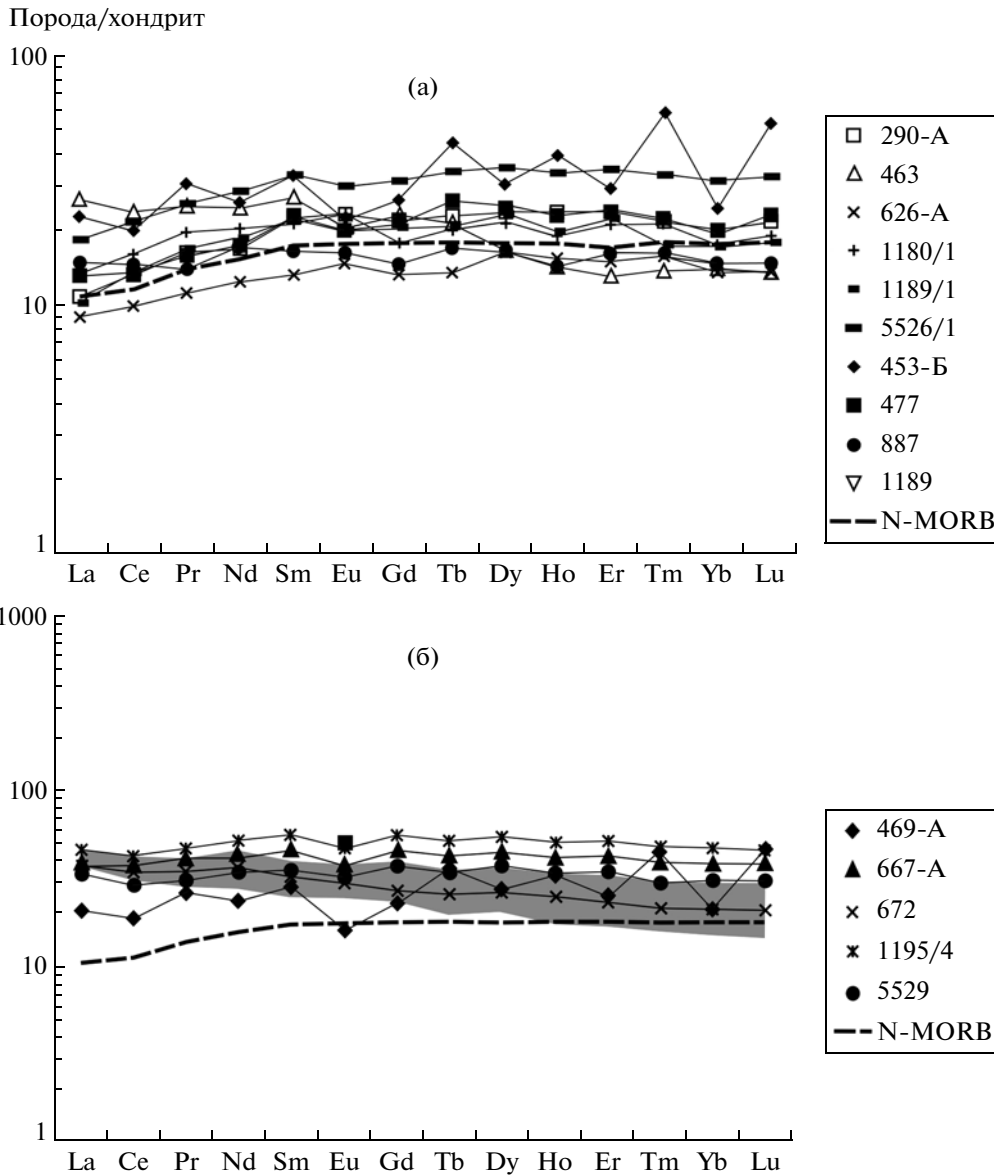


Рис. 2. Распределение содержаний РЗЭ в амфиболитах и основных кристаллических сланцах (а) и гранатовых амфиболитах (б) колпаковской серии, нормированные по хондриту [11]. N-MORB [12]. Затемнено — поле высокотитанистых и высокожелезистых метавулканитов квахонской свиты Срединного хребта Камчатки.

послужили началом проявления основного вулканизма в осадочном бассейне. Подтверждением этому служат находки метабазитов в возрасте 100–90 млн лет не только в колпаковской серии, но также в составе квахонской свиты и пенсантайской толщи Западной Камчатки [15] и в составе лесновской серии Лесновского поднятия на севере Камчатки [10]. В этих структурах преобладают андезибазальты и андезиты известково-щелочной серии, ассоциирующие с кислыми вулканитами при подчиненной роли толеитовых базальтов.

Таким образом, метабазиты (базальты, пикриты) из разрезов терригенных отложений Срединнокамчатского массива фиксируют позднемеловой–ран-

немеловой этап растяжения окраинноконтинентального осадочного бассейна, заложившегося на восточной окраине Азиатского континента и сопровождавшегося внедрением в терригенные отложения базитовых расплавов со специфическими геохимическими характеристиками. По времени формирования этот бассейн предшествовал этапу становления Охотского задугового бассейна и совпадал с началом образования Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Подъем основного и ультраосновного мантийного материала и его внедрение в основание коры, сложенной терригенными отложениями, обеспечили интенсивное флюидное воздействие и по-

Таблица 1. Химический и микроэлементный составы метабазитов колпаковской серии

Компонент	290-А	463	626-А	1180/1	1189/1	5526/1	469-А	667-А	672	1195/4	5529	403-Е	453-Б	477	887	1189	Мета-пикрит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	48.95	45.21	48.40	46.22	48.61	48.15	48.90	46.30	50.19	47.05	47.20	48.23	50.44	50.64	49.82	49.52	46.68
TiO ₂	1.23	1.33	0.91	0.91	1.23	1.93	1.32	3.48	0.84	4.03	2.79	1.65	1.43	1.30	0.97	1.22	0.21
Al ₂ O ₃	13.74	17.54	14.78	18.11	16.67	14.83	15.86	15.29	21.70	12.97	14.06	15.07	14.23	15.92	15.32	16.12	10.13
Fe ₂ O ₃	1.15	1.11	2.08	1.74	1.46	3.16	1.55	3.00	1.97	3.40	2.81	2.50	1.61	1.47	2.16	1.06	2.68
FeO	9.41	9.94	9.26	7.02	8.03	10.29	9.46	13.22	6.73	15.19	11.62	9.02	9.06	8.82	9.15	7.34	7.21
MnO	0.19	0.22	0.18	0.15	0.16	0.20	0.25	0.27	0.19	0.29	0.32	0.18	0.21	0.16	0.20	0.16	0.16
MgO	8.56	7.61	8.36	7.59	8.45	7.23	7.18	6.84	4.04	5.43	7.76	7.19	6.63	7.11	6.60	6.58	22.31
CaO	12.38	12.27	12.62	15.08	12.14	9.23	11.39	8.16	7.31	7.29	9.42	11.71	12.01	11.89	12.70	16.19	8.73
Na ₂ O	1.08	0.88	1.55	2.08	2.14	3.24	1.09	2.29	4.51	3.04	1.49	2.81	2.61	1.84	2.33	1.09	0.82
K ₂ O	0.71	0.88	0.12	0.15	0.23	0.74	0.99	0.33	1.06	0.24	0.62	0.76	0.44	0.37	0.28	0.05	0.10
P ₂ O ₅	0.09	0.76	0.07	0.09	0.11	0.17	0.12	0.39	0.10	0.47	0.25	0.15	0.13	0.11	0.11	0.10	0.03
П.п.п.	2.01	1.64	1.20	0.41	0.48	0.37	1.50	0.73	0.98	0.89	1.78	0.60	0.68	0.33	0.58	0.24	0.34
Сумма	99.50	99.39	99.34	99.55	99.71	99.54	99.62	100.30	99.62	100.29	100.12	99.87	99.48	99.95	100.22	99.67	99.40
V	372.71	317.41	351.81	234.11	255.01	402.81	311.81	529.4	349.46	577.5	469.6	372.96	357.41	310.43	327.51	236.21	229.30
Cr	284.2	222.7	144.4	355.6	341.0	133.9	155.4	33.6	82.0	44.1	70.8	136	129.5	201.2	184.3	361.5	597.71
Co	43.39	42.86	51.42	38.86	38.18	43.43	42.40	45.81	22.25	46.48	41.83	45.17	43.58	43.07	41.79	31.89	68.99
Ni	110.57	99.17	132.57	183.07	123.57	47.12	97.37	43.78	17.81	38.71	50.23	87.32	77.57	92.02	108.37	148.57	669.65
Rb	24.28	17.03	0.80	1.38	4.15	6.77	23.64	1.52	17.46	0.66	6.15	42.76	8.39	6.46	5.10	1.32	2.22
Sr	162.01	299.26	141.06	156.36	149.11	126.11	584.21	232.6	832.71	182.9	349.7	145.96	226.76	142.41	175.16	110.96	82.12
Y	30.62	17.52	19.37	20.99	24.58	39.66	30.21	68.56	32.52	86.95	56.00	40.26	34.59	29.29	19.26	24.16	17.24
Zr	70.48	70.53	41.06	42.97	68.83	108.98	76.73	161.8	64.73	219.9	145.4	95.78	91.08	71.48	44.30	72.43	28.97
Nb	2.63	15.07	2.21	0.52	1.37	2.42	7.12	10.12	2.31	5.27	3.86	6.25	2.86	1.44	2.31	1.57	0.73

Таблица 1. Окончание

Компо- нент	290-А	463	626-А	1180/1	1189/1	5526/1	469-А	667-А	672	1195/4	5529	403-Е	453-Б	477	887	1189	Мета- пикрит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ba	142.73	124.58	12.58	8.11	11.90	77.08	235.63	42.20	470.48	48.0	114.8	25.23	68.53	44.69	95.43	5.67	17.47
La	2.58	6.36	2.12	1.51	2.44	4.38	4.98	9.12	8.88	10.71	7.97	6.50	5.35	3.08	3.54	3.18	1.26
Ce	8.17	14.54	6.05	4.67	8.33	13.21	11.58	23.13	20.41	26.26	17.89	13.55	12.33	8.25	9.15	9.88	3.24
Pr	1.51	2.32	1.03	0.90	1.57	2.35	2.42	3.81	3.19	4.33	2.81	5.11	2.87	1.47	1.29	1.81	0.68
Nd	7.72	11.29	5.67	5.89	8.52	13.09	10.73	20.22	16.48	23.69	15.62	13.79	11.80	8.02	7.87	9.25	3.20
Sm	3.31	4.00	1.97	2.42	3.30	4.94	4.19	6.73	4.74	8.22	5.23	7.45	4.96	3.39	2.46	3.17	1.67
Eu	1.32	1.15	0.83	0.81	1.13	1.70	1.02	2.12	1.66	2.65	1.79	1.37	1.23	1.12	0.92	1.32	0.60
Gd	4.32	4.58	2.64	2.89	4.04	6.33	4.58	9.13	5.32	11.15	7.40	8.10	5.21	4.21	2.93	3.52	2.19
Tb	0.83	0.77	0.49	0.60	0.75	1.25	1.31	1.53	0.92	1.86	1.23	4.36	1.64	0.95	0.62	0.72	0.60
Dy	5.85	4.07	3.99	4.43	5.76	8.85	6.68	11.07	6.45	13.50	9.15	10.45	7.61	6.17	4.23	5.28	3.53
Ho	1.29	0.77	0.85	0.87	1.07	1.86	1.81	2.26	1.34	2.80	1.82	4.99	2.18	1.25	0.78	1.03	0.82
Er	3.78	2.10	2.38	2.45	3.52	5.62	4.02	6.74	3.69	8.32	5.57	7.56	4.74	3.85	2.59	3.38	2.28
Tm	0.54	0.34	0.39	0.35	0.43	0.82	1.11	0.98	0.52	1.20	0.74	4.07	1.49	0.55	0.40	0.53	0.45
Yb	3.21	2.24	2.16	2.33	2.74	5.13	3.34	6.13	3.41	7.63	4.94	6.99	3.98	3.12	2.35	2.81	2.06
Lu	0.54	0.33	0.33	0.40	0.44	0.81	1.14	0.93	0.51	1.14	0.74	4.01	1.33	0.56	0.36	0.47	0.48
Hf	2.04	2.44	1.40	1.62	2.28	3.56	2.47	4.71	2.14	6.10	3.95	2.75	2.55	2.41	1.77	2.49	1.01
Ta	0.40	0.80	0.11	0.04	0.08	0.18	0.42	0.48	0.11	0.30	0.18	1.65	0.44	0.16	0.16	0.12	0.13
Pb	1.81	3.85	1.00	2.80	3.63	7.56	9.25	4.54	5.63	4.82	5.10	8.54	4.79	1.71	2.78	2.50	1.50
Th	0.26	0.48	0.12	0.02	0.11	0.15	1.10	0.58	1.12	0.35	0.47	3.70	1.42	0.25	0.34	0.30	0.25
U	0.43	3.23	0.08	0.04	0.12	0.27	1.11	0.27	0.68	0.12	0.68	4.05	1.07	0.48	0.35	0.09	0.32
f	0.55	0.59	0.57	0.53	0.53	0.64	0.60	0.70	0.68	0.77	0.65	0.61	0.61	0.59	0.63	0.56	0.30

Примечание. Обр. 1–6 – амфиболит, 7–11 – гранатовый амфиболит, 12–16 – основной кристаллический сланец, 17 – метапикрит (среднее из 3), $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$.

вышение температур в коре с последующим гранитобразованием (80 млн лет [2, 3]) и метаморфизмом (52 млн лет [2, 3]) вулканогенно-терригенных отложений и в конечном итоге – формирование Срединнокамчатского кристаллического массива. Интенсивный базитовый вулканизм и инициированный им гранитоидный магматизм позднего мела на Камчатке был обусловлен, вероятно, подъемом мантийных плюмажей, несущих водородные флюиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–322.
2. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 318 с.
3. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. // Amer. J. Sci. 2009. V. 309. № 5. P. 333–396.
4. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., et al. // J. Geol. 2002. V. 110. № 3. P. 271–289.
5. Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. Материалы V Рос. конф. по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012 г. Москва. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175–177.
6. Акинин В.В., Ханчук А.И. // ДАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654–658.
7. Тарарин И.А. // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 207–224.
8. Кузьмин В.К., Шокальский С.П., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Материалы IV Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВ и С ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 388–391.
9. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Материалы Всерос. конф., посвященной 150-летию акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г.М. Саранчиной. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 327–331.
10. Шапиро М.Н., Федоров П.И. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–29.
11. McDonough W.F., Sun S.-S. // Chem. Geol. 1995. V. 120. № 3/4. P. 223–253.
12. Sun S.S., McDonough W.F. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
13. Магматические горные породы, Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
14. Мишкин М.А. // ДАН. 2012. Т. 447. № 2. С. 195–198.
15. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А. и др. // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559–563.